干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

2000—2019年赛里木湖湖冰物候特征变化

秦启勇[1,2,3]，李雪梅[1,2,3]，张 博[1,2,3]，李 超[1,2,3]，孙天瑶[1,2,3]

（1. 兰州交通大学测绘与地理信息学院，甘肃 兰州 730070；2. 甘肃省地理国情监测工程实验室，甘肃 兰州 730070；3. 地理国情监测技术应用国家地方联合工程研究中心，甘肃 兰州 730070）

摘 要： 基于MODIS影像、中国湖泊数据集及气象数据，综合分析了2000—2019年赛里木湖湖冰物候特征变化及影响因素。结果表明：(1) 赛里木湖湖冰开始冻结和开始消融日期平均出现在11月2日和4月26日，湖冰完全封冻和完全消融日期平均出现在1月18日和5月17日，湖冰完全封冻期和湖冰冰期平均为99 d和196 d。(2) 近20 a赛里木湖湖冰开始消融和完全消融日期均呈提前趋势，而完全冻结日期也呈提前趋势，与对应月平均气温呈正相关；湖冰完全封冻期持续时间延长，而湖冰冰期呈缩短趋势。(3) 赛里木湖冻结和消融空间模式相同，即湖岸是湖冰形成最早也是消融最早的区域。(4) 赛里木湖湖冰物候变化是自身条件（湖泊形态因子、湖岸线复杂度等）及气候变化（气温、累积负积温等）共同作用的结果。

关 键 词： 湖冰；物候；MODIS；赛里木湖；气候变化

文章编号：

全球气候变化带来的环境影响一直以来都备受国内外科研学者的关注，全球变暖对湖冰的影响日益明显。在中纬度地区，秋冬季节湖冰的形成是大气圈、水圈、区域性气候以及地形地貌共同作用的结果[1]，不仅影响区域热量和能量收支平衡，同时也可以反映区域气候变化[2-3]。在湖冰研究中，湖冰物候是湖冰冻融的重要过程和参数，湖冰冻融过程与气候和湖泊自身条件密切相关[4]，湖冰物候特征忠实记录了局地气候变化状况，可作为反映局部气候变化的指标，其冻结和消融时间被视作区域气候变化的灵敏指示器[5-7]，可为干旱/半干旱缺资料地区提供数据补充，为研究气候变化提供更为精确的参数指标。

气候变化对湖冰物候（冻结时间推迟、消融时间提前及封冻持续时间缩短）变化产生了巨大影响。目前，很多研究者主要对北美、青海湖及青藏高原等地区湖泊进行研究。如Magnuson等[8]研究了1846—1995年北半球的湖泊冻结和消融，结果显示冻结日期平均每100 a推迟5.8 d，消融日期平均每100 a提前6.5 d；Benson等[9]对近30 a北美的75个湖泊研究发现完全消融时间平均提前1.9 d·(10a)$^{-1}$，完全冻结时间平均延迟1.6 d·(10a)$^{-1}$，并认为影响湖冰物候特征的主要因素是气温；车涛等[10]研究了青海湖近28 a的冰期变化，结果显示湖冰持续日数缩短14~15 d，解冻期提前10 d，且湖冰物候对区域气候变化敏感；Jun等[11]采用MODIS数据对青藏高原湖冰参数提取表明完全冻结时间延长了77 d；姚晓军等[12]对可可西里地区2000—2011年主要湖泊冰期研究发现，完全封冻持续时间提前2.21 d·a^{-1}，封冻期持续时间提前1.91 d·a^{-1}；祁苗苗等[5]对2000—2016年青海湖湖冰物候研究表明完全消融日期呈明显提前趋势。上述研究主要考虑某地区的多个湖泊及青海湖湖冰物候的变化特征，对于具有高寒特色的天山湖冰特征变化研究较少，尤其对于坐落在封闭式高山盆地的微咸水湖赛里木湖，凭借其独特的地理位置，湖泊及冰情演变很少受到人类活动

收稿日期： 2021-01-12； **修订日期：** 2021-04-25

基金项目： 国家重点研发计划项目（2017YFB0504201）；国家自然科学基金项目（41761014）；兰州交通大学“百名青年优秀人才培养计划”；兰州交通大学优秀平台支持（201806）资助

作者简介： 秦启勇（1994-），男，硕士研究生，主要从事遥感科学与技术研究. E-mail: 2945030583@qq.com

通讯作者： 李雪梅（1983-），女，博士，副教授，主要从事气候变化及其影响和遥感物候研究. E-mail: lixuemei@lzjtu.edu.cn

的影响，可作为该地区湖冰物候理想的研究区。本文基于MODIS影像、中国湖泊数据集及气象资料对赛里木湖近20 a的湖冰物候和冻结-消融模式变化进行了研究，并结合相关影响因素对其进行了分析，从而为赛里木湖乃至天山气候变化特征提供数据支撑和科学依据。

1 研究区概况

赛里木湖古称"净海"，是新疆海拔最高、面积最大的高山微咸水湖[13-14]，地处80°39′~81°30′E，44°27′~44°45′N。湖区四周群山环绕，自然资源丰富，由低到高分布有湿地、草原、森林，并有冰川存在，其在涵养山地水源和调节该地区乃至整个北疆地区的气候和环境方面发挥着重要作用[15]。该湖坐落在封闭式高山盆地之中[16]，湖面呈椭圆形，湖面海拔2071 m，最大水深92 m，东西长29.5 km，南北宽23.4 km[17]，属温带大陆性半干旱气候。由于海拔较高，来自大西洋充足的水汽受地形抬升作用，局部丰富的降水形成西北干旱地区的"湿岛"，同时受全球变暖的影响，大量冰雪消融，入湖补给随之增加；赛里木湖无地表出口，全靠自然蒸发和湖底渗漏排泄来维持水量动态平衡[18]。此外，凭借其独特的地理位置，湖泊及冰情演变很少受到人类活动的影响[19]，人类与自然和谐相处，自然生态处于基本平衡状态。

2 数据与方法

2.1 数据来源与处理

湖冰数据：相关研究表明，MODIS数据在新疆地区地物识别的总体准确度在87.5%~94.0%，该数据能更好地反映天山地貌的真实情况[20]。选用2000—2019年由NSIDC提供的空间分辨率500 m的MODIS雪产品数据对赛里木湖湖冰开始冻结、完全冻结、开始消融和完全消融等属性参数进行反演。该数据是基于归一化差异降雪指数(NDSI)历时8 d的综合分类图像，分类符合本研究的需要。

中国湖泊数据集[21](1960—2015年)结合Landsat影像和地形图，利用半自动水体提取及人工目视检查编辑，完成了过去55 a来详细的中国湖泊(大于1 km^2)数量与面积变化研究[22]。

气象数据：温泉气象站点1980—2014年月平均气温数据下载于国家气象数据网(http://data.cma.cn/)，受获取资料的限制，2015—2019年数据通过线性拟合获得。

数据预处理：采用MRT软件对MODIS数据产品进行格式转换、重投影等操作后，使用ArcGIS对其进行批量裁剪，得到赛里木湖范围内的MODIS产品。

2.2 研究方法

冰物候学研究水体上冰盖的周期性形成和消融以及由于气候的季节性和年际变化而导致的时间变化。当湖面水温降至0 ℃以下时，冰就开始出现。冰盖的形成会影响高海拔的水体，该地区的冷季温度会在相当长的一段时间内降至0 ℃以下。为了避免极端天气对冰物候信息的提取，不同研究者对湖冰开始冻结、完全冻结、开始消融和完全消融的4个时间节点参数的获取方式不同。Luo等[23]计算一年内开阔水域覆盖面积占最大湖面面积的百分比，得出湖冰物候；而Reed等[24]计算一年内湖冰覆盖面积占最大湖面面积的百分比，得出湖冰物候。以2018年为例(图1)，可以看出赛里木湖开放水域面积和湖冰面积二者相关性很强，对于上述两种方法会得到相同的结果。通过阅读文献，湖泊开始冻结日期是当下半年湖面首次有纯像元结冰的现象出现并且湖冰比例为10%且可以连续保持不消失的日期；完全冻结日期是湖冰比例达到90%且可以连续保持不消失的日期；开始消融日期是湖冰比例为90%且能持续以消融状态出现的日期；完全融化时间是湖冰比例首次为10%出现的日期[24]。在一个研究周期内，不同研究者对湖泊封冻期的定

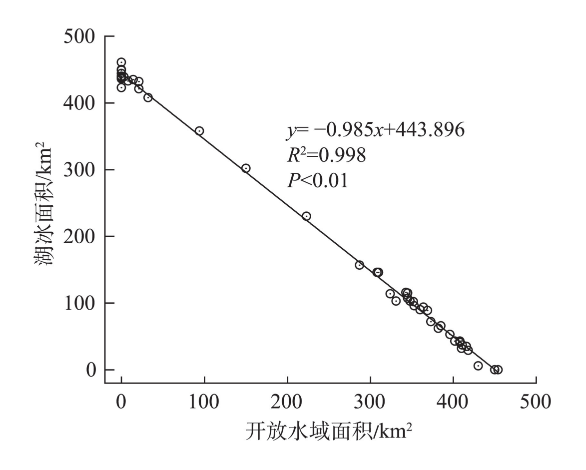


图1 开放水域面积和湖冰面积关系

Fig. 1 Relationship between open water and lake ice areas

义不同，使用2个变量来描述冰盖的持续时间：湖冰冰期（Ice duration，ID）是从开始冻结到完全消融的时间段，它是开始冻结日期（Freeze-up start，FUS）到完全消融日期（Break-up end，BUE）之间的周期；湖泊完全封冻期（Compete ice duration，CID）是从完全冻结到开始融化的间隔，它是完全冻结日期（Freeze-up end，FUE）和开始消融日期（Break up start，BUS）之间的周期[25]；为了简单起见，12月或11月的冰冻被算作下一年的冰盖，因为它属于同一个冰周期，计算方法如下[24]：

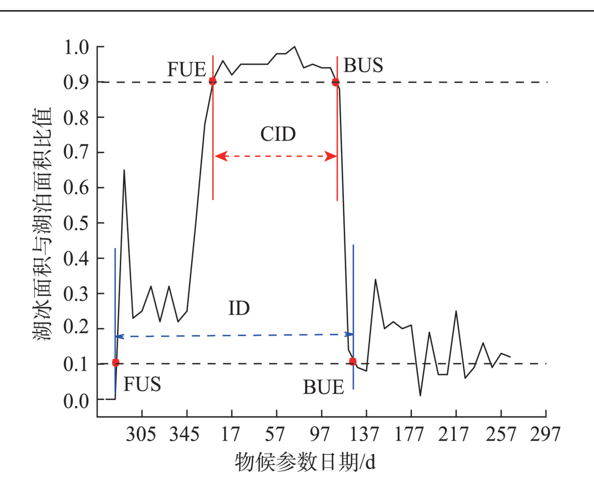
$$\begin{cases}\text{FUS, if IA} \geqslant 0.1 \times \text{LA}\\ \text{FUE, if IA} \geqslant 0.9 \times \text{LA}\\ \text{BUS, if IA} \geqslant 0.9 \times \text{LA}\\ \text{BUE, if IA} \geqslant 0.1 \times \text{LA}\end{cases} \text{或} \begin{cases}\text{FUS} = \text{Min}(t),\ K(t) = 0.1\\ \text{FUE} = \text{Min}(t),\ K(t) = 0.9\\ \text{BUS} = \text{Max}(t),\ K(t) = 0.9\\ \text{BUE} = \text{Max}(t),\ K(t) = 0.1\end{cases} \quad (1)$$

式中：FUS、FUE、BUS和BUE分别为湖泊开始冻结、完全冻结、开始消融和完全消融；LA和IA分别为湖泊面积（km^2）和湖冰面积（km^2）；$K(t)$=IA/LA是一年内湖冰面积与湖泊最大面积的比值；t是日期。以0.1和0.9的阈值作为湖冰面积与一年内最大湖泊面积的比值来描述冰物候。

在得到湖冰比例数据之后，分别从每年湖泊时间序列中的所有MODIS图像中提取直方图，绘制每年湖冰面积与湖泊面积比值曲线图，以2018年为例如图2。冰物候事件被识别为代表湖冰比例曲线的交叉点，阈值分别为0.1和0.9。若观察到开始冻结和完全融化期间出现了多个有阈值的交叉点，这可能是由于风事件和融化期间重新结冰造成的冰消退，或者是8 d合成方法没有考虑到云层覆盖造成的。由于湖冰是由8 d采样，每个冰物候的确切日期为阈值以下和阈值以上的第1个点的线性插值。

2.3 MODIS 8 d合成资料提取湖泊面积验证

本文利用中国湖泊数据集及借鉴部分用Landsat数据研究赛里木湖面积的文献资料作为补充数



注：FUS、FUE、BUS和BUE分别为湖泊开始冻结、完全冻结、开始消融和完全消融，ID为湖冰冰期，CID为湖泊完全封冻期。

图2 湖冰物候参数获取示意图

Fig. 2 Schematic diagram of obtaining lake ice phenological parameters

据来估算MODIS 8 d合成数据中推算湖冰面积的准确性。将中国湖泊数据集及借鉴的数据作为真值来验证基于MODIS 8 d合成数据中提取的湖冰和开放水域面积之和，结果显示，基于MODIS年平均湖泊面积误差率最大为6%，而与MODIS最大湖泊面积误差仅为1%，因此基于MODIS 8 d合成数据中提取的湖泊面积的最大值比平均值更准确（表1）。此外，开放水域面积和湖冰面积两者之间有很强的相关性，R^2=0.998（P<0.01），表明基于MODIS 8 d合成数据提取的湖冰面积具有较好的精度，计算冰物候是可靠准确的。

3 结果与分析

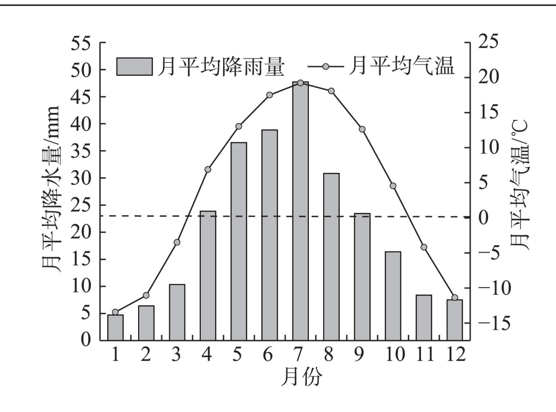
3.1 赛里木湖湖冰形成条件

根据距离赛里木湖最近的温泉气象站气温数据来看，赛里木湖在1980—2014年年平均气温为4.1 ℃，年平均降水量255.07 mm。从年内气温和降

表1 基于MODIS提取湖泊面积验证

Tab. 1 Validation of extracted lake area based on MODIS

年份	Landsat值/km^2	MODIS平均值/km^2	Landsat值与MODIS平均值差值/km^2	误差率	MODIS最大值/km^2	Landsat值与MODIS最大值差值/km^2	误差率
2005	461.98	444.25	17.73	0.04	462.00	−0.02	0.00
2007	461.52	436.00	25.52	0.06	461.00	0.52	0.00
2010	462.41	440.75	21.66	0.05	466.50	−4.09	0.01
2014	461.74	441.00	20.74	0.04	459.50	2.24	0.00
2015	462.79	448.75	14.04	0.03	466.25	−3.46	0.01



注：图中虚线表示0 ℃。

图3　1980—2014年温泉气象站月平均气温和降水量变化

Fig. 3　Variations of monthly average temperature and precipitation in Wenquan meteorological station from 1980 to 2014

水分布(图3)得到，赛里木湖降水量主要集中在4—9月，高于0 ℃气温集中在4—10月，7月降水和气温均达到峰值，同时赛里木湖11月—翌年3月月平均气温低于0 ℃。赛里木湖湖冰自11月开始逐步形成，翌年3月湖冰开始消融。温度低于0 ℃时，湖冰从浅水处开始冻结逐渐扩张至湖中心，达到完全冻结，春季冰层上方的气温和下方水温升高，导致冰层变薄，最终导致冰层破裂。总体而言，11月—翌年3月，低于0 ℃的气候为赛里木湖湖冰创造了发育条件，促进了赛里木湖湖冰的形成，温度的升高又促进了湖冰的消融。

3.2　赛里木湖湖冰物候特征

通过反演2000—2019年的MODIS遥感影像，获取湖冰开始冻结、完全冻结、开始消融和完全消融的4个节点参数来分析赛里木湖湖冰变化趋势，表2列出了基于MODIS数据反演的赛里木湖湖冰物候特征数据。

2000—2019年赛里木湖平均开始冻结日期为11月2日，最迟开始冻结日期为2009年12月4日，最早开始冻结日期出现在2013年9月6日，平均经过约78 d的冻结，赛里木湖于翌年1月完全被冰层覆盖，平均在1月18日完全冻结，最迟完全冻结日期为2010年和2017年的1月30日，最早完全冻结日期为2004、2006、2011、2015、2018年和2019年各年的1月8日；至4月下旬赛里木湖开始消融，平均开始消融日期为4月26日，最早开始消融日期为2009年4月8日，最迟消融时间出现在2003年5月10日，经过约21 d的消融，赛里木湖平均于5月17

表2　2000—2019年赛里木湖湖冰物候参数

Tab. 2　Parameters of lake ice phenology in Sayram Lake during 2000—2019　/d

年份	开始冻结	完全冻结	开始融化	完全融化	湖冰冰期	完全封冻期
2000/2001	288	24	128	144	221	104
2001/2002	304	24	108	142	203	84
2002/2003	298	22	130	150	217	108
2003/2004	306	8	112	126	186	104
2004/2005	334	22	120	158	189	98
2005/2006	322	8	122	134	177	114
2006/2007	322	23	106	119	162	83
2007/2008	295	15	122	166	237	107
2008/2009	338	22	98	119	146	76
2009/2010	298	30	118	134	201	88
2010/2011	299	8	122	127	193	114
2011/2012	290	18	121	134	210	103
2012/2013	322	14	122	128	171	108
2013/2014	279	22	124	134	220	102
2014/2015	313	8	121	142	194	113
2015/2016	321	29	106	134	179	77
2016/2017	312	30	122	135	188	92
2017/2018	290	8	117	135	210	109
2018/2019	290	8	106	140	215	98

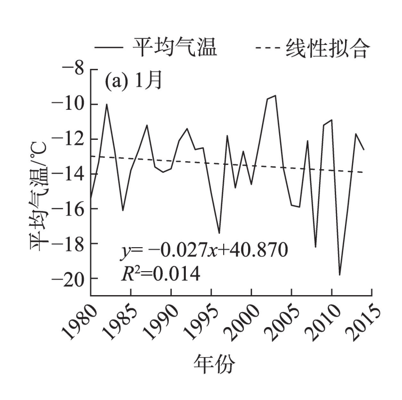
注：表中年份表示9月1日—次年8月31日(例如2018/2019表示2018年9月1日到2019年8月31日)；湖冰物候参数日期均采用儒略日(例如1月16日为年内第16 d)表示。

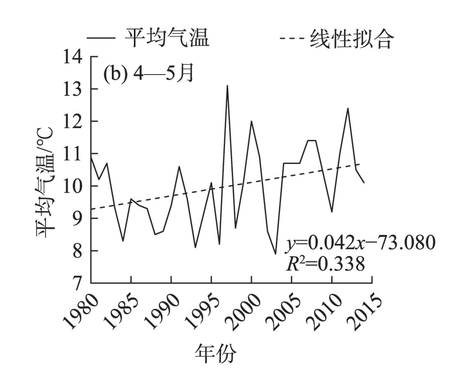
日完全消融，最早完全消融日期为2007年和2009年的4月29日，最迟完全消融日期出现在2005年6月7日。2000—2019年赛里木湖湖冰冰期和完全封冻期各年差异较大，其中，湖冰冰期平均为196 d，最短和最长持续时间分别为146 d（2008—2009年）和237 d（2007—2008年）；湖泊完全封冻期平均为99 d，最短持续时间为76 d（2008—2009年），最长持续时间为114 d（2005—2006年和2010—2011年）。其中，在湖冰冻结消融过程中会出现特殊情况，如开始冻结并持续增加冻结面积，一段时间又出现湖冰开始逐渐消融且面积持续增大，一段时间湖冰又开始冻结直至完全冻结，湖冰经历结冰-消融-结冰-完全冻结的过程；同样，在湖冰消融时也会出现消融-结冰-消融-完全消融的过程，这种现象的出现表明赛里木湖冰情特征的复杂性。

2000—2019年赛里木湖冰物候变化显著，统计结果显示，在此期间开始冻结和完全冻结时间总体上均呈提前趋势，平均分别每年变化0.43 d和0.25 d；开始消融时间总体上呈提前趋势，平均每年提前0.03 d，几乎保持稳定；完全消融时间呈提前-推迟的波动趋势，总体上呈提前趋势，变化率为0.44 d·a^{-1}；湖冰完全封冻期呈延长趋势，平均每阶段变幅为0.01 d，湖冰冰期呈缩短趋势，变化率为0.05 d·a^{-1}；近20 a赛里木湖湖冰完全冻结日期平均出现在1月18日，最早出现在1月8日，最迟出现在1月30日。1980—2014年1月气温呈下降趋势，1月气温均低于0 ℃，为赛里木湖湖冰完全冻结创造了条件，促进了湖冰完全冻结，气温下降是引起完全冻结日期提前的主要因素；开始消融和完全消融日期平均出现在4月26日和5月17日，开始消融日期均在4月8日—5月10日之间，而完全消融日期均在5月初—6月7日，分析了4—5月及5—6月平均气温，发现二者均呈上升趋势，促进了赛里木湖湖冰消融（图4）。总体而言，气温是影响湖冰物候的主要因素。

3.3 赛里木湖冻结与消融模式

赛里木湖冰情变化过程在一定程度上可以反映湖泊水深差异[4-5]，图5显示了2017—2018年赛里木湖开始冻结、完全冻结、开始消融、完全消融状况。冰的形成通常是沿着浅水湾的湖岸开始的，赛里木湖与青海湖冻融模式一致，从边缘浅水处开始冻结逐渐扩张至湖中心，达到完全冻结；春季冰层上方的气温和下方水温升高，导致冰层变薄，最终





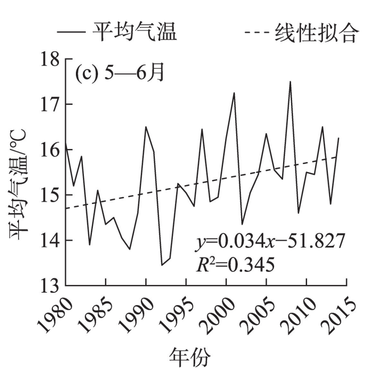
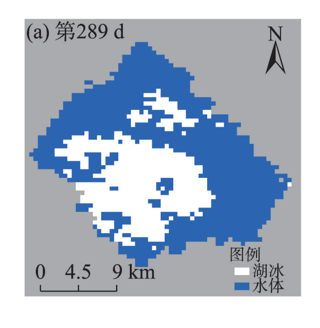
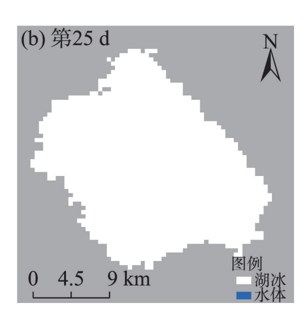
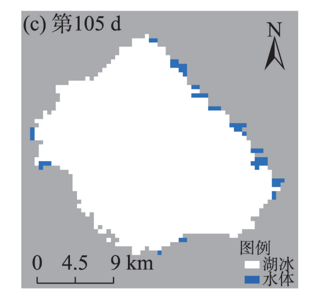


图4 1980—2014年各月平均气温变化趋势

Fig. 4 Trends of monthly mean temperature from 1980 to 2014







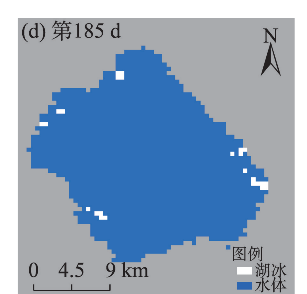


图5 赛里木湖冻结与消融过程

Fig. 5 Freezing and melting processes of Sayram Lake

导致冰层破裂。赛里木湖湖冰于2018年4月下旬开始破裂，从东北部和东部边缘开始消融并逐渐向中心缓慢消融，至完全融化，赛里木湖融化较为迅速仅持续40 d。总体而言，赛里木湖冻结与消融空间模式相同，即湖岸是湖冰形成最早也是消融最早的区域。

3.4 赛里木湖湖冰物候影响因素分析

从湖泊面积、年均气温、累积负积温、气温<0 ℃的天数、湖岸线的长度和湖泊形态因子（湖岸线长度与湖泊面积的比值）来着重分析与赛里木湖湖冰物候的关系并通过显著性检验[26]，其中气温数据来源于距离赛里木湖最近的温泉气象站，湖泊面积从MODIS数据中通过湖冰和开阔水域最大值获取，湖岸线长度通过湖泊数据集并通过插值来获取，如表3所示。

湖泊面积、气温<0 ℃的天数、湖岸线长度及湖泊形态因子是影响开始冻结日期的主要因素，开始冻结日期与湖泊面积呈正相关，湖泊面积越大，则其贮水量也越大，热容量随之增大，从而导致湖冰开始冻结时间越迟；与湖岸线长度、气温<0 ℃的天数及湖泊形态因子呈负相关关系，即气温<0 ℃的天数越大和湖岸线越复杂开始冻结时间越早；湖泊形态因子与湖岸线复杂程度有关，即湖岸线越复杂，意味着该湖泊存在更多最先形成湖冰的浅水湾。

年均气温、气温<0 ℃的天数及湖岸线长度是影响赛里木湖完全冻结的关键因素，年均气温与其呈负相关关系，造成此原因与1月气温有关，近20 a温泉气象站1月气温呈下降趋势。影响湖冰开始消融和完全消融的主要因素包括湖泊面积、湖岸线长度及湖泊形态因子，湖泊面积越大、湖泊形态因子越大和湖岸线越复杂，湖冰开始消融和完全消融时间越早；年均气温也是影响赛里木湖完全消融的主要因素。从湖泊完全封冻期来看，影响因素主要是年均气温和湖岸线的复杂度，年均气温与完全冻结、完全消融及完全封冻期均表现为较好的负相关，进一步说明气温是湖冰冰情变化的主要因素，湖冰物候受到气候变化影响的同时，湖冰状况反过来会影响当地气候乃至影响湖水和大气之间的质量和能量交换。影响湖泊封冻期的主要因素包括累积负积温、气温<0 ℃的天数和湖泊形态因子，封冻期与累积负积温呈正相关，即累积负积温越大，封冻天数越长。

4 讨 论

本文分析了2000—2019年赛里木湖湖冰物候变化，有别于前人对其他湖泊冰物候研究结论。在全球变暖背景下，很多学者研究[8-12]得出湖泊冰物候开始冻结和完全冻结呈推迟趋势，与本文研究结果存在差异；而王智颖等[27]研究发现青藏高原湖区开始冻结日期北部早，完全融化日期南部早，与本文研究结果一致。赛里木湖开始冻结和完全冻结呈提前趋势，完全冻结时间提前的原因之一与1月平均气温呈下降趋势有关；其次可能是冰物候对气温等因素的滞后响应存在差异，表现为区域、地形之间的差异。其中，年均气温、气温<0 ℃的天数及湖岸线长度是影响赛里木湖完全冻结的关键因素，而影响湖冰开始消融和完全消融的主要因素包括湖泊面积、湖岸线长度及湖泊形态因子。研究赛里木湖湖冰物候可为干旱、半干旱缺资料地区提供数据补充，进而为赛里木湖乃至天山气候变化特征提供数据支撑和科学依据。

受可获取资料限制，湖泊的矿化度、风速等因素对湖冰物候的影响亦不可忽视。本文所得出的一些推论仍有待于科学考察和验证，同时，缺乏不

表3 赛里木湖湖冰物候特征与各影响因素间的相关系数

Tab. 3 Correlation coefficients between lake ice phenology and influencing factors in Sayram Lake

湖冰物候特征	湖泊面积	年均气温	累积负积温	气温<0 ℃天数	湖岸线长度	湖泊形态因子
开始冻结	0.61**	0.17	−0.12	−0.65**	−0.97**	−0.64**
完全冻结	0.11	−0.98**	−0.52*	0.62**	−0.69**	−0.10
开始消融	−0.63***	−0.34	0.22	−0.96**	−0.64**	−0.86**
完全消融	0.88**	−0.64**	0.30	−0.54*	−0.87**	−0.83**
封冻期	−0.56*	−0.43	0.72**	0.67**	−0.41	0.94**
完全封冻期	−0.45	−0.70**	0.20	−0.41	0.92**	0.47*

注：**和*分别表示P值在0.01和0.05置信水平。

同尺度数据研究结果的对比，以获得更加可靠的结果。此外，赛里木湖完全封冻期的减少不仅会影响区域热量收支平衡而且对该区域气候变化会产生一定的影响。本文仅仅分析了近20 a赛里木湖湖冰物候变化情况，并对其影响因素进行分析，下一步对更长时间序列及整个天山的湖冰物候进行研究以及湖冰物候对区域气候变化会产生什么样的影响都有待于进一步深入研究。

5 结 论

本文借助MODIS影像、中国湖泊数据集及气象数据对极具高寒特色的封闭式高山盆地赛里木湖湖冰物候变化特征与冻结-消融模式变化进行了研究，并结合相关影响因素综合分析可以看出：

（1）赛里木湖开始冻结时间平均为11月上旬（11月2日），经过78 d的冻结于翌年1月中旬（1月18日）完全冻结，开始消融时间为4月下旬（4月26日），于5月中旬（5月17日）完全消融，湖泊完全封冻期平均为99 d，湖冰冰期平均为196 d。

（2）2000—2019年赛里木湖完全冻结时间呈提前趋势，变化率为0.25 $d \cdot a^{-1}$，造成此结果主要与1月平均温度呈下降趋势有关；开始消融时间和完全融化时间总体上均呈提前趋势，平均每年提前0.03 d和0.44 d，完全封冻期持续时间延长，平均每阶段变幅为0.01 d，而湖冰冰期持续时间缩短。

（3）赛里木湖冻结空间模式与消融空间模式相同，一般先从湖岸开始冻结，然后由湖岸逐渐扩张至湖中心达到完全冻结，于4月下旬开始破裂，从东北部湖岸开始解冻，同时湖冰从岸边逐渐向中心缓慢消融，至完全消融，与冻结过程相比，赛里木湖消融较为迅速，仅持续40 d。

（4）赛里木湖冰期变化是自身条件及气候变化共同作用的结果。其中，气温<0 ℃的天数、湖岸线长度是影响湖泊开始冻结和完全冻结的关键要素；气温<0 ℃的天数越多开始冻结时间越早；湖边缘越复杂开始冻结时间往往较早。影响湖冰开始消融和完全消融的主要因素包括湖泊面积、湖岸线长度及湖泊形态因子。影响湖泊封冻期的主要因素包括累积负积温、气温<0 ℃的天数和湖泊形态因子，封冻期与累积负积温呈正相关，即累积负积温越大，封冻天数越长。

参考文献（References）

[1] Pavelsky T M, Zarnetske J P. Rapid decline in river icings detected in Arctic Alaska: Implications for a changing hydrologic cycle and river ecosystems[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44 (7): 3228-3235

[2] 汪关信, 张廷军, 李晓东. 利用被动微波探测青海湖湖冰物候变化特征[J]. 冰川冻土, 2021, 43(1): 296-310. [Wang Guanxin, Zhang Tingjun, Li Xiaodong, et al. Detecting changes of ice phenology using satellite passive microwave remote sensing data in Qinghai Lake[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43 (1): 296-310.]

[3] 秦大河. 中国气候与环境演变: 2012综合卷[M]. 北京: 气象出版社, 2012. [Qin Dahe. Climate and environmental evolution in China: 2012 comprehensive volume[M]. Beijing: Meteorological Press, 2012.]

[4] 曲斌, 康世昌, 陈锋, 等. 2006—2011年西藏纳木错湖冰状况及其影响因素分析[J]. 气候变化研究进展, 2012, 8(5): 327-333. [Qu Bin, Kang Shichang, Chen Feng, et al. Lake ice and its effect factors in the Nam Co Basin, Tibetan Plateau[J]. Climate Change Research, 2012, 8(5): 327-333.]

[5] 祁苗苗, 姚晓军, 李晓锋, 等. 2000—2016年青海湖湖冰物候特征变化[J]. 地理学报, 2018, 73(5): 932-944. [Qi Miaomiao, Yao Xiaojun, Li Xiaofeng, et al. Spatial-temporal characteristics of ice phenology of Qinghai Lake from 2000 to 2016[J]. Acta Geographica Sinica, 2018, 73(5): 932-944.]

[6] Weber H, Riffler M, Noges T, et al. Lake ice phenology from AVHRR data for European lakes: An automated two-step extraction method[J]. Remote Sensing of Environment, 2016, 174: 329-340.

[7] Gou P, Ye Q H, Che T, et al. Lake ice phenology of Nam Co, central Tibetan Plateau, China, derived from multiple MODIS data products[J]. Journal of Great Lakes Research, 2017, 43(6): 989-998.

[8] Magnuson J J. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere[J]. Science, 2000, 289(5485): 1743-1746.

[9] Benson B J, Magnuson J J, Jensen O P, et al. Extreme events, trends, and variability in Northern Hemisphere lake-ice phenology (1855—2005)[J]. Climatic Change, 2012, 112: 299-323.

[10] 车涛, 李新, 晋锐. 利用被动微波遥感低频亮温数据监测青海湖封冻与解冻期[J]. 科学通报, 2009, 54(6): 787-791. [Che Tao, Li Xin, Jin Rui. Monitoring the freezing and thawing period of Qinghai Lake using passive microwave remote sensing low-frequency bright temperature data[J]. Chinese Science Bulletin, 2009, 54(6): 787-791.]

[11] Chen J, Wang Y F, Cao L G, et al. Variations in the ice phenology and water level of Ayakekumu Lake, Tibetan Plateau, derived from MODIS and satellite altimetry data[J]. Journa of the Indian

Society of Remote Sensing, 2018, doi: 10.1007/s12524-018-0824-9.

[12] 姚晓军, 李龙, 赵军, 等. 近10年来可可西里地区主要湖泊冰情时空变化[J]. 地理学报, 2015, 70(7): 1114-1124. [Yao Xiaojun, Li Long, Zhao Jun, et al. Spatial-temporal variations of lake ice in the Hoh Xil region from 2000 to 2011[J]. Acta Geographica Sinica, 2015, 70(7): 1114-1124.]

[13] 赵彩龙, 阎顺, 宋旭东, 等. 新疆赛里木湖地质公园旅游开发研究[J]. 干旱区地理, 2009, 32(4): 638-644. [Zhao Cailong, Yan Shun, Song Xudong, et al. Tourism development of Sayram Lake Geopark, Xinjiang[J]. Arid Land Geography, 2009, 32(4): 638-644.]

[14] 王宇, 李均力, 郭木加甫, 等. 1989—2014年赛里木湖水面面积的时序变化特征[J]. 干旱区地理, 2016, 39(4): 851-860. [Wang Yu, Li Junli, Guomugafu, et al. Temporal variation characteristics of surface area of Selim Lake from 1989 to 2014[J]. Arid Land Geography, 2016, 39(4): 851-860.]

[15] 丁明东. 草场资源合理开发利用与保护研究——以赛里木湖为例[J]. 江西农业, 2019(2): 47-48. [Ding Mingdong. Research on the rational exploitation, utilization and protection of grassland resources: Taking Saerim Lake as an example[J]. Jiangxi Agriculture, 2019(2): 47-48.]

[16] 巴音查汗, 张德兵. 新疆赛里木湖流域最低生态水位确定方法探讨[J]. 地下水, 2020, 42(2): 182-185. [Bayinchahan, Zhang Debing. Methodology of determining the lowest ecological water level in the Selim Lake Basin, Xinjiang[J]. Ground Water, 2020, 42(2): 182-185.]

[17] 博尔塔拉蒙古自治州人民政府. 赛里木湖生态环境保护规划(2012—2016)[EB/OL]. [2013-12-9]. https: //max.book118.com/html/2019/0414/8053006001002017.shtm. [People's Government of Börtala Mongolian Autonomous Prefecture. Saerimu Lake ecological environmental protection plan (2012—2016) [EB/OL]. [2013-12-9]. https: //max.book118.com/html/2019/0414/8053006001002017.shtm.]

[18] 吴素云, 周斌, 潘玉良, 等. 近25年来中亚湖泊面积遥感动态监测[J]. 杭州师范大学学报(自然科学版), 2017, 16(2): 200-204. [Wu Suyun, Zhou Bin, Pan Yuliang, et al. Remote sensing dynamic monitoring of lake area in Central Asia in the last 25 years[J]. Journal of Hangzhou Normal University (Natural Sciences Edition), 2017, 16(2): 200-204.]

[19] 米热古力·艾尼瓦尔. 博斯腾湖和伊塞克湖水位变化对气候变化的响应对比研究[D]. 乌鲁木齐: 新疆大学, 2014. [Aniwar Mireguli. A comparative study on the response of water level changes in Bosten and Issyk-Kul Lakes to climate change[D]. Urumqi: Xinjiang University, 2014.]

[20] 何海迪, 李忠勤, 张明军. 基于MODIS数据中国天山积雪面积时空变化特征分析[J]. 干旱区地理, 2018, 41(2): 367-374. [He Haidi, Li Zhongqin, Zhang Mingjun. Temporal and spatial variation characteristics of snow cover in the Tianshan Mountains based on MODIS data[J]. Arid Land Geography, 2018, 41(2): 367-374.]

[21] 张国庆. 中国湖泊数据集(1960s—2015)[DB/OL]. [2021-01-12]. 国家青藏高原科学数据中心, http: //data.tpdc.ac.cn/zh-hans/. [Zhang Guoqing. China lake dataset (1960s—2015) [DB/OL]. [2021-01-12]. National Tibetan Plateau Data Center, http: //data.tpdc.ac.cn/zh-hans/.]

[22] Zhang G Q, Yao T D, Chen W F, et al. Regional differences of lake evolution across China during 1960s—2015 and its natural and anthropogenic causes[J]. Remote Sensing of Environment. 2019, 221: 386-404.

[23] Luo D L, Jin H J, Du H Q. Variation of alpine lakes from 1986 to 2019 in the headwater area of the Yellow River, Tibetan Plateau using Google Earth Engine[J]. Global Warming Focus, 2020, 11(1): 11-21.

[24] Reed B, Budde M, Spencer P, et al. Integration of MODIS-derived metrics to assess interannual variability in snowpack, lake ice, and NDVI in southwest Alaska[J]. Remote Sensing of Environment, 2009, 113: 1443-1452.

[25] Kropacek J, Maussion F, Chen F, et al. Analysis of ice phenology of lakes on the Tibetan Plateau from MODIS data[J]. The Cryosphere Discussions, 2013, 7(1): 287-301.

[26] 张鑫, 楼俊伟, 王勇, 等. 1961—2017年北疆初终霜日及霜期时空变化特征[J]. 干旱区地理, 2021, 44(2): 308-315. [Zhang Xin, Lou Junwei, Wang Yong, et al. Temporal and spatial variation characteristics of first and last frost day and frost period from 1961 to 2017 in northern Xinjiang[J]. Arid Land Geography, 2021, 44(2): 308-315.]

[27] 王智颖, 吴艳红, 常军, 等. 青藏高原湖冰物候的时空变化及其影响因素[J]. 北京工业大学学报, 2017, 43(5): 701-709. [Wang Zhiying, Wu Yanhong, Chang Jun, et al. Temporal and spatial variation of lake ice phenology and its influencing factors in the Tibetan Plateau[J]. Journal of Beijing University of Technology, 2017, 43(5): 701-709.]

Change of ice phenology in the Sayram Lake from 2000 to 2019

QIN Qiyong[1,2,3], LI Xuemei[1,2,3], ZHANG Bo[1,2,3], LI Chao[1,2,3], SUN Tianyao[1,2,3]

(1. Faculty of Geomatics, Lanzhou Jiaotong University, Lanzhou 730070, Gansu, China; 2. Gansu Provincial Engineering Laboratory for National Geographic State Monitoring, Lanzhou 730070, Gansu, China; 3. National-Local Joint Engineering Research Center of Technologies and Applications for National Geographic State Monitoring, Lanzhou 730070, Gansu, China)

Abstract: Lake ice phenology is a sensitive indicator of climate change. To clarify the changes in ice characteristics and influencing factors of lakes in Tianshan Mountains, which has alpine characteristics, Sayram Lake of Xinjiang in China is taken as the object of study. Sayram Lake is located in a closed alpine basin of brackish water. With its unique geographical location, the lake's evolution and ice conditions are rarely influenced by human activities, and it can be an ideal research area for lake ice phenology in this region. This study conducted an analysis mainly based on MODIS, Chinese lake data, and meteorological data to reveal the phenological characteristics of lake ice on Sayram Lake during 2000—2019 by applying threshold, trend analysis, and other methods. We also identified the climatic factors that have influenced lake ice phenology over time and draw some conclusions. Results are summarized as follows: (1) Freeze-up start (FUS), freeze-up end (FUE), break-up start (BUS), and break-up end (BUE) on Sayram Lake usually occurred on November 2, January 18, April 26, and May 17, respectively. The average rates of FUE, BUS, and BUE were $-0.25\ d \cdot a^{-1}$, $-0.03\ d \cdot a^{-1}$, and $-0.44\ d \cdot a^{-1}$, respectively. The average complete ice duration (CID, between FUE and BUS) and the average ice duration (ID, between FUS and BUE) were 99 d and 196 d, respectively. (2) In the past 20 years, the BUS and BUE of Sayram Lake showed an earlier trend, and the FUE also showed an earlier trend, which was related to the decreasing trend of the average temperature in January. The BUS and BUE of Sayram Lake are related to the rising trend of average temperature in April to May and May to June. The ID was shortened, whereas the CID was prolonged. (3) Sayram Lake can be characterized by similar spatial patterns in both freeze-up (FU) and break-up (BU) processes, as parts of the surface that freeze earlier start to melt first. A more complex lake edge corresponds to an earlier start of the freezing time. Generally, freeze begins from the lakeshore and then gradually expands to the center of the lake until the lake is completely frozen. The ice begins to break in late April, and thawing begins from the northeastern lake shore. The lake ice from the shore moves gradually to the center of the slow melting and is completely melted by mid-May. Compared with the freezing process, melting on Sayram Lake is faster, lasting only 40 d, which is distinctly different from other lakes on the Tibetan Plateau. (4) The variations of phenology and evolution of the Sayram Lake ice are the results of local and climatic factors. The temperature, accumulated negative accumulated temperature, lake morphology factors, lake area, and shape of the shoreline are the main factors that affect the phenology of lake ice. However, the effect of lake salinity and geological structure on lake ice evolution cannot be ignored. This study on the phenological characteristics of lake ice on Sayram Lake can provide supplemental data for arid/semi-arid areas that lack data and provide more accurate parameter indicators and scientific basis for studying climate change in Sayram Lake and even Tianshan.

Key words: lake ice; phenology; MODIS; Sayram Lake; climate change